

喜马拉雅山中段冰川变化及气候暖干化特征

任贾文 秦大河 康世昌 侯书贵 蒲建辰 井哲帆

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室, 兰州 730000. E-mail: jwren@ns.lzb.ac.cn)

摘要 冰川末端位置的重复测量结果表明, 喜马拉雅山中段的冰川过去几十年一直处于退缩状态, 其中珠穆朗玛峰的冰川自 1960 年代以来平均退缩速度为 5.5~8.7 m/a; 希夏邦马峰的冰川自 1980 年代以来的平均退缩速度为 6.4 m/a, 目前退缩速度进一步加快. 冰芯研究显示, 冰芯积累量在 20 世纪为波动减少趋势, 但在 1960 年代急剧减少, 此后一直保持低值. 附近气象站的观测记录表明, 近 30 年来温度呈缓慢上升趋势, 但夏季温度上升明显, 这说明冰川退缩是降水减少和温度升高共同作用的结果. 如果这种干暖化趋势继续, 冰川退缩势必加剧.

关键词 喜马拉雅山 冰川退缩 气候变暖 冰芯记录

由于气候变化关系到人类生存环境和可持续发展等诸多重大社会问题, 自上世纪晚期以来, 气候变暖已不仅仅是科学界的热点, 而更成为社会各界普遍关注的话题. 到目前为止, 全球尺度或较大区域内以温度上升为基本特征的大趋势得到广泛认同和各种资料的佐证^[1]. 然而, 气候变化的区域差异性也非常突出. 例如, 在我国, 过去几十年某些地区温度呈上升趋势, 但某些地区也出现下降趋势^[2]. 此外, 降水的空间变率更大, 因而关于降水量变化趋势的区域差异更为复杂. 就我国西部来说, 虽然近期内的气候变暖比较明显, 但降水变化趋势则因地而异^[3]. 有研究表明, 西北地区趋于暖湿^[4,5], 西南地区则不明朗.

青藏高原南部受印度季风影响比较明显, 尽管该区域气象台站比较稀少, 且仅有的仪器观测记录也比较短, 但高山区冰川的冰芯记录能很好的反映季风降水的变化^[6~8]. 此外, 由于冰川变化是气候变化的直接结果, 通过考察冰川末端变化也可获得气候变化的信息^[9]. 于是, 近年来在喜马拉雅山中段的珠穆朗玛峰和希夏邦马峰开展了一些冰芯研究和冰川变化考察. 研究报道表明, 该地区冰芯积累量近百年来处于减少态势^{[7,10~13]1,2)}, 温度似为上升趋势^[14,15], 但冰芯稳定同位素是否能够直接反映温度变化尚需商榷. 另外, 关于珠穆朗玛峰绒布冰川末端后退虽也曾有报道^[9], 但近几年对该冰川和希夏邦马峰等地的冰川变化又获得一些新的观测资料, 因此, 本文根据这些冰川变化考察和冰芯记录研究结果, 并结合附

近气象台站资料分析, 对该地区冰川变化的原因及气候变化的特征再作一些讨论, 期望对进一步认识该地区气候变化的机制有所裨益.

1 冰川变化观测结果

冰川变化泛指冰川体积的各种变化, 如长度、宽度、厚度、面积和体积总量等. 但对一条比较大的冰川, 其体积各分量数据光靠野外现场观测不大可能获得, 必须通过航空测量等手段才能得到. 相对来说, 冰川末端位置的变化易于测量, 而且冰川变化中最先表现出来的也是末端位置的变化, 它实际上就是冰川长度的变化, 因为冰川顶部是固定不变的. 当冰川扩张时, 末端就会前进, 反之则后退. 所以, 以冰川末端的前进或后退来表述冰川变化是非常有效和切实可行的.

20 世纪 50 年代至 80 年代对中国境内喜马拉雅山冰川变化的统计资料^[16]表明, 大多数冰川处于退缩状态. 喜马拉雅山中段的珠穆朗玛峰(以下简称“珠峰”)和希夏邦马峰(以下简称“希峰”)地区的现代冰川在最近几十年曾进行多次考察过, 根据考察中对冰川末端位置重复测量和对比, 发现这些地区的冰川均处于持续退缩状态. 珠峰地区中绒布冰川、东绒布冰川和远东绒布冰川 1966~1997 年的平均退缩速度分别为 8.7、5.5 和 7.4 m/a, 1997~2001 年的退缩速度略有增加(表 1). 希峰地区抗物热冰川 1991~2001 年的平均退缩速度为 5.23 m/a, 达索普冰川的一个支流 1968~1997 年的平均退缩速度为 4 m. 据报道^[19~24],

1) 康世昌. 喜马拉雅山中段北坡雪冰现代过程和冰芯气候环境记录研究. 博士论文. 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1999. 135

2) 张东启. 喜马拉雅山中段现代冰川环境与印度季风. 博士论文. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2001. 127

表 1 近几十年青藏高原南部和中部某些冰川末端变化

地区	冰川	时段	测量时间	退缩速度/ $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$	资料来源
珠穆朗玛峰	中绒布	1966~1997	1996 和 1997 年夏季	8.7	[9]
		1997~2001	每年夏季	9.1	本文
	东绒布	1966~1997	1966 和 1997 年夏季	5.5	[9]
		1997~2001	每年夏季	5.56	本文
希夏邦马峰	远东绒布	1966~1997	1966 和 1997 年夏季	7.4	[9]
	抗物热	1991~2001	1991 和 2001 年夏季	5.23	本文
	达索普冰川支流	1968~1997	1968 和 1997 年夏季	4.0	[17]
唐古拉山	冬克玛底	1994~1999	每年夏季	3.4	本文
	小冬克玛底	1994~1999	每年夏季	3.0	本文
藏北高原	普若岗日	1974~2000	2000 年夏季测量与 1974 年航空照片对比	1.5~1.9	[18]
贡嘎山	海螺沟	1966~1981	1966 和 1981 年夏季	12.7	刘时银(私人交流)
		1981~1998	1981 年和 1998 年夏季	20.0	刘时银(私人交流)

珠峰南坡冰川近几十年也以退缩为主要特征，而且越靠近现在，退缩越强烈。表 1 汇总了这些冰川和青藏高原中部及东南部的一些冰川末端变化观测结果，从中可看出，珠峰和希峰冰川的后退速度大于青藏高原中部、小于东南部的海洋性冰川。

2 冰芯记录的降水变化

1997 年以来，在希峰达索普冰川上钻取了 3 支深度为 149~167.7 m 的冰芯，在珠峰远东绒布和东绒布冰川上也钻取了几支 40 m 至上百米深度的冰芯。通过对这些冰芯样品的分析研究，可明确喜马拉雅山中段过去数百年至上千年的气候环境变化。

由于在冰芯钻取地点，基本不存在冰雪消融，而且在几十年时间尺度上因冰体压缩和流动造成的年层损失也较小，冰芯积累量基本可代表该地点的降水量。由达索普冰芯恢复的过去 0.4 ka 积累量时间序列显示^{[7]1)}，1930 年以来积累量持续减少。对珠峰 40 和 80 m 冰芯的分析结果也表明，1950 至 1960 年代积累量急剧减少，以后则保持相对平稳但仍然缓慢下降的态势(图 1)。这些结果表明，喜马拉雅山中段近几十年降水量显著减少是气候变化的主要特征之一。

该地区降水主要源于印度季风，降水量的变化可直接反映印度季风强弱的变化。但是，印度季风降水也存在空间变化。段克勤等人^{[7]1)}对过去 0.3 ka 印度不同地区降水和希峰达索普冰芯积累量的对比分析显示，冰芯积累量与印度半岛北部、特别是东北部降水的变化具有一致性，而与印度南部的降水变化相反。张东启^[11]对珠峰冰芯的研究也给出同样的结果。这说明，喜马拉雅山中段冰芯积累量可以比较好

地指示印度东北部季风降水。

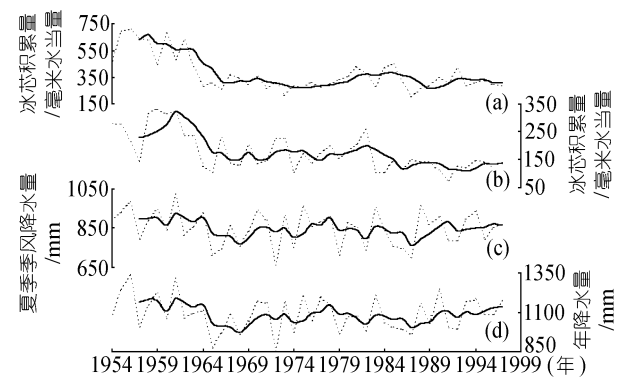


图 1 珠峰冰芯积累量近几十年来的变化与印度季风降水的比较

(a)东绒布冰芯积累量; (b)远东绒布冰芯积累量; (c)全印度夏季季风降水量; (d)全印度年降水量

同时，我们还收集了与珠峰和希峰较近的定日和聂拉木气象站建站以来的气象资料。图 2 展示了这

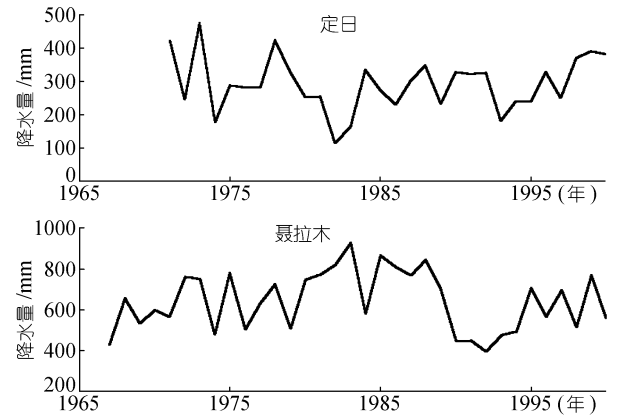


图 2 定日和聂拉木气象站年降水量变化

1) 段克勤. 喜马拉雅山冰芯记录的南亚季风研究. 博士后工作报告. 兰州大学, 2003. 55

两个站的年降水量变化,从中可以看出,定日站近30年来降水量具有减少趋势,但聂拉木站则无减少趋势.由于聂拉木站海拔高度与冰川区海拔高度相差3000 m以上,且位于横切喜马拉雅山的河谷地带,考虑到高山区与河谷降水差别较大,我们认为该站降水趋势并不反映高山区的普遍趋势.而且,如上面所述,希峰和珠峰多个地点冰芯记录具有很好的-致性,可以说冰芯记录更能代表高山区的特征.再者,冰芯记录的时间序列更长一些.

3 温度变化

Thompson 等人^[14]对希峰冰芯稳定同位素记录的分析发现,在多年时间水平上, $\delta^{18}\text{O}$ 与北半球平均温度有显著相关性,因而认为能够指示温度变化的趋势.基于此,姚檀栋等人^[15]根据希峰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面分析讨论了过去2 ka温度变化特征,并划分出两个显著暖期:一个为中世纪暖期,另一个是自1850年以来温度不断升高.然而,对青藏高原不同地区降水稳定同位素的监测研究^[6]和希峰、珠峰地区降水与冰雪中稳定同位素对比研究^[8,10,12,25,26]表明,在青藏高原南部,降水中稳定同位素比率主要反映“降水量效应”,特别是季风降水量越大,同位素比率越低.对珠峰冰芯的进一步研究还发现,雪冰中的同位素比率与印度7区(印度次大陆最东北部)的降水量有很强的负相关关系^[26],与冰芯积累量指示印度东北部降水的结果^[7,1,2]相一致.因此,将同位素剖面直接解释为温度变化不够合理,尽管同位素与北半球温度也可以相关,但这种相关的机制是通过全球变暖来影响印度夏季风实现的,即同位素变化实际反映的是季风降水.例如,段克勤等人^[7]的研究表明,希峰冰芯积累量与北半球温度具有非常好的负相关关系.

那么,喜马拉雅山中部地区温度是否在上升呢?我们对距珠峰和希峰较近的定日和聂拉木气象站资料的统计分析表明,近几十年年平均温度确实在上升.图3列举了定日气象站(珠峰东北80 km左右)和聂拉木气象站(希峰东南约40 km)自建站以来的年平均温度和6~8月平均温度的变化.从图3中可以看出,定日站1960年代是过去0.04 ka中温度最低时期,1970年代以来温度不断升高,但年平均温度和6~8月平均温度上升速度略有差异:年平均温度1990

年代后期升高较快,其他时期都较缓慢;6~8月温度则始终保持相对较快的升高速度,1990年代后期无加快迹象.聂拉木站自1960年代末以来年平均温度一直比较平稳,但1990年代后期突然升高;6~8月温度则自1970年代后期以来保持上升势头.从变化量看,定日的变化量大于聂拉木的变化量,其原因可能是聂拉木处于降水比较丰沛的河谷地带,定日则处在比较干燥的山麓地带,湿润地带一般比干旱地带温度变幅小.在高寒山区,特别是对冰川消融来说,夏季温度比年平均温度更为重要,所以,该地区夏季温度的升高是冰川退缩的主要原因之一.

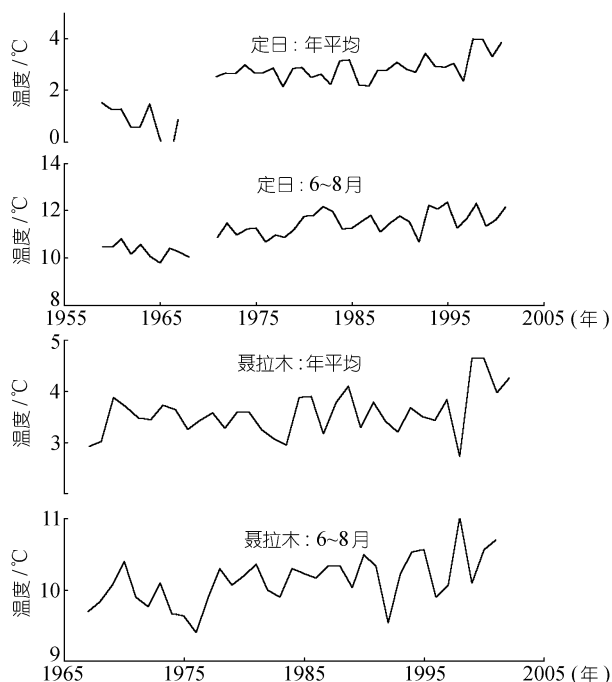


图3 定日和聂拉木气象站年平均温度和6~8月平均温度的变化

另外,据中国西部气候环境变化评估^[3]和IPCC评估报告^[1],中国西南部过去0.05 ka以及南亚地区自1976年以来温度普遍为上升趋势.喜马拉雅山南侧冰川近期显著退缩^[19~24]可能也包含了温度上升的因素.

4 讨论

冰川变化虽然是气候变化的结果,但冰川对气

1) 见 2478 页脚注 2)

2) 见 2479 页脚注

候的响应具有滞后特征. 一般来说, 冰川对气候的响应时间主要取决于冰川规模(以长度最为主要), 其次是冰川的基本物理特征(主要为运动速度和消融速率等). 按照冰川对气候响应简单模式^[27]估算, 当气候突然变化一个量后一直保持恒定, 即降水量或温度突然变化一个量后不再变化, 则珠峰绒布冰川末端变化的响应时间最短为 40 年, 最长可达上百年. 但是, 实际情况中气候并非阶梯状变化, 而且也不是一个气候因子在变化时其他保持不变, 因此冰川对气候的响应时间比按模式估算的要短一些, 像珠峰绒布冰川这样规模的冰川, 响应时间估计仅限于几十年.

温度升高引起冰川消融增大和降水减少都可导致冰川退缩. 根据前述冰芯记录研究结果, 喜马拉雅山中段过去上百年降水趋于减少, 在最近几十年中, 降水量保持相对较低的值, 虽然仍有继续下降迹象但变化缓慢. 尽管根据冰芯记录难以直接重建过去温度变化, 较大区域温度变化综合研究^[1,3]和附近台站气象资料表明该地区近几十年来温度具有上升趋势, 尤其是夏季温度上升比较明显, 这应当是冰川退缩加剧的关键因素.

关于中国的西部气候变化已有很多研究结果, 最近的综合分析认为^[28], 近百年来中国西部与东部气温变化基本一致, 大约 1920~1950 年是一个暖期, 之后气温下降, 1980 年以来气温上升, 且升温仍将继续; 降水则呈波动变化, 但不同区域差别明显, 特别是 1950 年以后北方干旱, 西北降水则有增加趋势. 施雅风等人^[4,5]根据目前新疆等地降水明显增加的现象, 对比气候预测模式结果和古里雅冰芯记录, 提出了西北地区气候由暖干向暖湿转型的概念. 对于青藏高原南部, 某些气候模式预测的结果为降水可能增加^[29], 属于暖湿冷干气候类型区. 但是, 就喜马拉雅山中段而言, 前面所述的冰川变化、冰芯记录和气象资料则揭示了上世纪后期气候以暖干为主要特征. 该地区主要受印度次大陆东北部夏季季风降水的影响^[7,8,10,25,26], 而印度次大陆东北与西南地区的季风降水存在反向趋势^[7], 这种“跷跷板”态势的深层意义和机制需要进一步研究.

根据冰芯积累量与北半球温度强烈反相关的规律^[7,11,14], 可以推测在全球、特别是北半球温度升高

的背景下, 该地区暖干趋势仍将继续. 在此前提下, 冰川进一步强烈退缩是不可避免的. 即使是气候保持目前的状态不再向暖干方向发展甚或转向干冷或冷湿, 由于冰川响应的滞后, 近几十年内冰川仍将继续后退.

致谢 本工作受国家重点基础研究发展规划项目(G1999043401)和中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-10-09, KZCX2-SW-118)资助.

参 考 文 献

- 1 IPCC. Climate Change 2001: The Science Basis. Contribution of Work Group I to Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 881
- 2 叶笃正. 中国的全球变化预研究. 北京: 气象出版社, 1992. 24~59
- 3 秦大河. 中国西部环境演变评估综合报告. 见: 秦大河总主编. 中国西部环境演变评估, 综合卷. 北京: 科学出版社, 2002. 80
- 4 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24(3): 219~226
- 5 施雅风. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京: 气象出版社, 2003. 124
- 6 Tian L, Masson-Delmotte V, Stievenard M, et al. Tibetan plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. J Geophys Res, 2001, 106(D22): 28081~28087
- 7 段克勤, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 喜马拉雅山地区冰川积累量记录的季风降水对气候变暖的响应. 科学通报, 2002, 47(19): 1058~1511
- 8 张东启, 秦大河, 侯书贵, 等. 珠穆朗玛峰东绒布 80.36 m 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的气候意义. 中国科学, D 辑, 2003, 33(3): 264~270
- 9 任贾文, 秦大河, 井哲帆. 气候变暖使珠穆朗玛峰地区冰川处于退缩状态. 冰川冻土, 1998, 20(2): 183~185
- 10 Qin Dahe, Mayewski P A, Wake C P, et al. Evidence for recent climate change from ice cores in the Himalayas. Annals of Glaciology, 2000, 31: 153~158
- 11 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400 a 来印度夏季季风降水变化. 中国科学, D 辑, 2000, 30(6): 619~627
- 12 侯书贵, 秦大河, Wake C P, 等. 珠穆朗玛峰地区冰川净积累量变化的冰芯记录及其气候意义. 科学通报, 1999, 44(21): 2336~2340
- 13 侯书贵, 秦大河, 姚檀栋, 等. 青藏高原冰芯积累量的近期变化. 科学通报, 2002, 47(20): 1188~1191
- 14 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. Science, 2000, 289(5486): 1916~1920

1) 见 2479 页脚注

- 15 姚檀栋, 徐柏青, 段克勤, 等. 青藏高原达索普冰芯 2ka 来温度与甲烷浓度变化记录. 中国科学, D 辑, 2002, 32(4): 346~352
- 16 任炳辉. 中国现代冰川近期变化. 见: 施雅风等编著. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988. 171~186
- 17 姚檀栋, 蒲建辰, 王宁练, 等. 中国境内又一种新成冰作用的发现. 科学通报, 1998, 43(1): 94~97
- 18 蒲建辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 普若岗日冰原及其小冰期以来的冰川变化. 冰川冻土, 2002, 24(1): 87~92
- 19 Kadota T, Fujita K, Seko K, et al. Monitoring and prediction of shrinkage of a small glacier in the Nepal Himalayas. *Annals of Glaciology*, 1997, 24: 90~94
- 20 Fujita K, Nakawo M, Fujii Y, et al. Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. *Journal of Glaciology*, 1997, 43(145): 583~588
- 21 Fujita K, Takeuchi N, Seko K. Glaciological observations of Yala Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1994 and 1996. *Bulletin of Glacier Research*, 1998, 16: 75~81
- 22 Fujita K, Kadota T, Rana B, et al. Shrinkage of Glacier AX010 in Shorong region, Nepal Himalayas in the 1990s. *Bulletin of Glacier Research*, 2001, 18: 51~54
- 23 Yamada T, Shiraiwa T, Iida H, et al. Fluctuations of the glaciers from the 1970s to 1989 in the Khumbu, Shorong and Langtang regions, Nepal Himalayas. *Bulletin of Glacier Research*, 1992, 10: 11~19
- 24 Seko K, Yabuki H, Nakawo M, et al. Changing surface features of Khumbu Glacier, Nepal Himalayas revealed by SPOT images. *Bulletin of Glacier Research*, 1998, 16: 33~41
- 25 Kang Shichang, Wake C P, Qin Dahe, et al. Monsoon and dust signals recorded in the Dasuopu firn core, central Himalayas. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(153): 222~226
- 26 Qin Dahe, Hou Shugui, Zhang Dongqi, et al. Preliminary results from the chemical records of an 80.4 m ice core recovered from East Rongbuk Glacier, Qomolangma (Mount Everest), Himalaya. *Annals of Glaciology*, 2002, 35: 278~284
- 27 Paterson W S B. The physics of glaciers. 3rd Edition. Pergamon, Oxford, 1994. 317~354
- 28 王绍武, 龚道溢, 翟盘茂, 等. 气候变化. 见: 秦大河总主编. 中国西部环境演变评估, 第一卷. 北京: 科学出版社, 2002. 29~70
- 29 赵宗慈, 高学杰, 汤懋苍, 等. 气候变化预测. 见: 秦大河总主编. 中国西部环境演变评估, 第二卷. 北京: 科学出版社, 2002. 16~46

(2003-03-29 收稿, 2003-08-19 收修改稿)